

## 愛知・静岡県境付近における中央構造線沿いの圧砕性岩類

— 石英の CI と走査電顕による観察 —

### Mylonitic rocks along the Median Tectonic Line near the Aichi-Shizuoka Prefecture border

— Quartz crystallinity index and observation by SEM —

宇井 啓高\*・荒田 修一\*

古市 伸一\*・西田 誠司\*

Hiroataka Ui・Shuuichi ARATA

Shin-ichi FURUICHI・Seiji NISHIDA

#### はじめに

中部地方には中央構造線（以下 MTL）沿いに圧砕性岩類（mylonitic rocks）が分布し、端山ほか（1963）、HAYAMA and YAMADA（1980）などの研究が行なわれている。MTL の運動の歴史を調べるには、MTL 沿いの岩石の分布、性質、変形像をとらえることが重要である。筆者は愛知県南設楽郡鳳来町三河大野付近から静岡県磐田郡佐久間町にかけての MTL 沿いの地質調査を行なった。

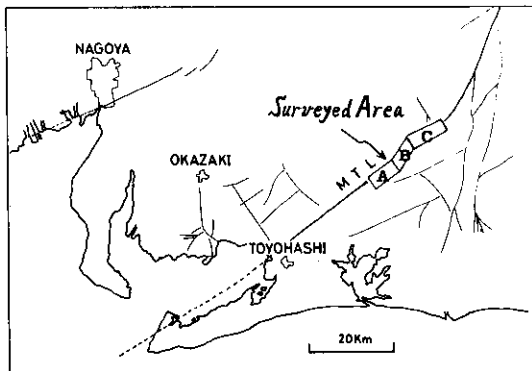
本稿では三河大野以東黒沢、相川河内周辺、浦川周辺の三地域（第 1 図の A、B、C）の

MTL 擾乱帯内の地質を概説し、圧砕性岩類の源岩の検討、鏡下での特徴、分布、中規模構造、石英粒径変化および結晶度（CI）について述べる。さらに、石英の粒形変化を SEM によって観察し、その特徴と問題点を述べ、圧砕性岩類の不均質性に力点をおきながら、考察を加える。

#### 地質概説

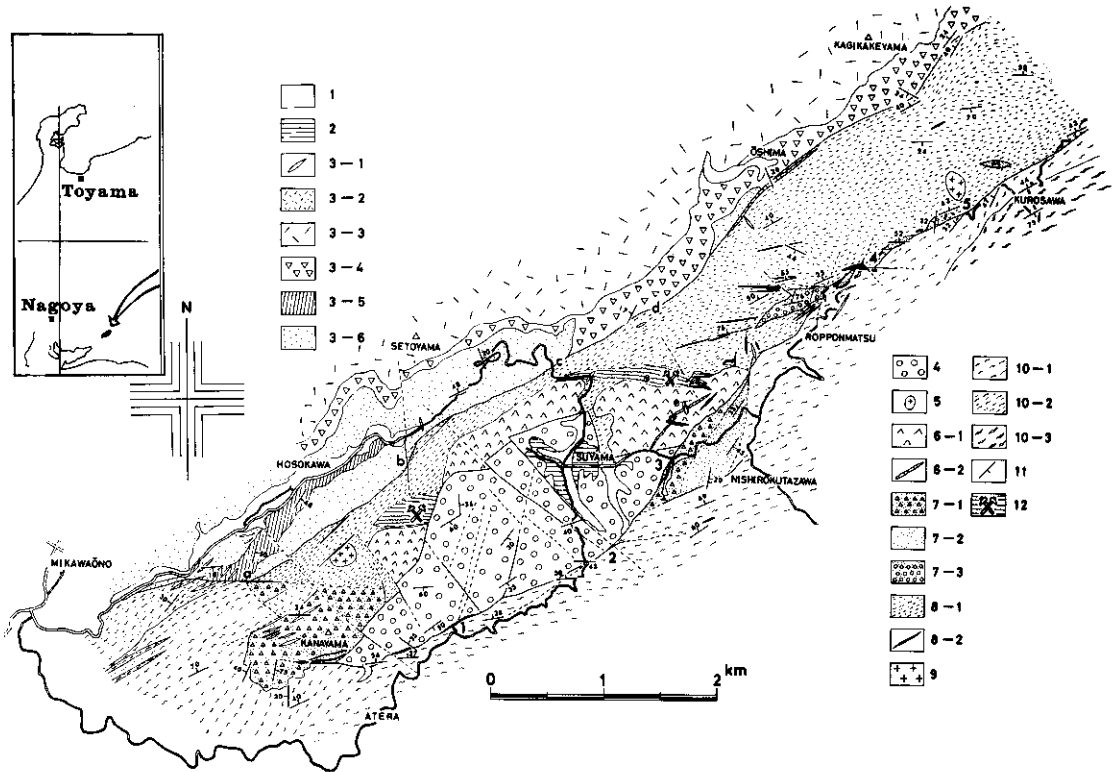
MTL 沿いの地質は第 2、3、4 図に示されている。MTL 擾乱帯は Ui（1980）によって定義された。それによれば、第 2 図において、三波川帯と接する南側の断層（主断層、旧期断層）と、設楽層郡（Kato, 1962）に接する北側の断層（細川断層、新期断層）とに挟まれた地域が MTL 擾乱帯である。なお、細川断層は第 1 図の B、C には存在せず、擾乱帯北境界は設楽層群ないし天竜峡花崗岩との不整合となる（第 3、4 図）。

第 2 図（第 1 図の A）の擾乱帯には、河内層、阿寺滝礫岩層、巢山火砕岩類などの堆積岩類や火成岩類さらに領家花崗岩類および圧砕性岩類が分布し、複雑な地質を示す（Ui, 1980）。山田ほか（1987）は巢山火砕岩類（流紋岩溶結凝



第 1 図 調査地域。A、B、C、はそれぞれ第 2 図、第 3 図、第 4 図に対応する

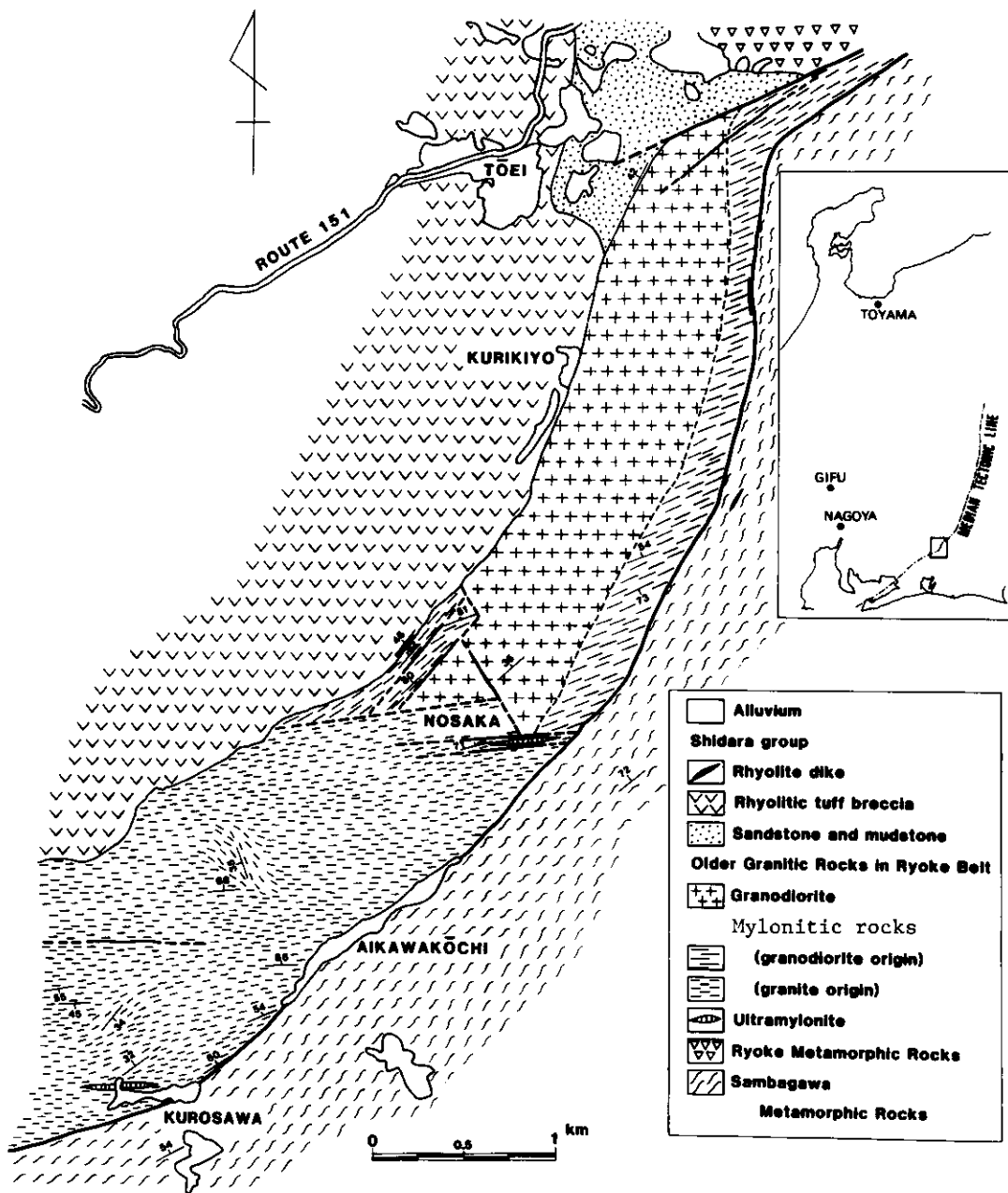
\* 富山大学教育学部地学教室



第2図 A地域の地質図

1 沖積層 2 段丘堆積物 3 第三紀中期中新世設楽層群, 3-1 安山岩・流紋岩岩脈 3-2 流紋岩岩脈, 3-3 石英安山岩 3-4 流紋岩質凝灰岩および凝灰岩 3-5 凝灰岩および凝灰質砂岩・泥岩 3-6 礫岩・砂岩・凝灰質砂岩・泥岩 4 阿寺七滝礫岩層 5 花崗斑岩 6 巢山火砕岩類, 6-1 流紋石英安山岩質溶結凝灰岩 6-2 火山碎屑岩 7 河内層, 7-1 砂岩・泥岩・チャートの破碎部で綠色片岩や破碎部のブロックを含む部分 7-2 砂岩・泥岩 7-3 礫岩 8 破碎岩類, 8-1 花崗岩質岩源破碎岩 8-2 黑色断層破碎岩(グージストン) 9 領家花崗岩類 10 三波川結晶片岩類、10-1 綠色片岩 10-2 黑色片岩 10-3 石英片岩 11 層理面・剝離面・片理面 12 鉱山(ろう石鉱床)

時代は1から10へ古くなる。a-d, 1-5は断層露頭を示す



第3図 B地域の地質図

灰岩)のフィッシュン・トラック年代を $65.2 \pm 3.9$  Maとし、泉南流紋岩類と対比した。A地域東端付近の六本松、黒沢から北へ入る林道沿いには堆積岩源破砕岩の他に細粒・粗粒の圧砕性

岩類が互層して分布する。山田ほか(1987)は六本松から大島に至ルートで第2図に示すより河内層が広く分布する地質図を表した。

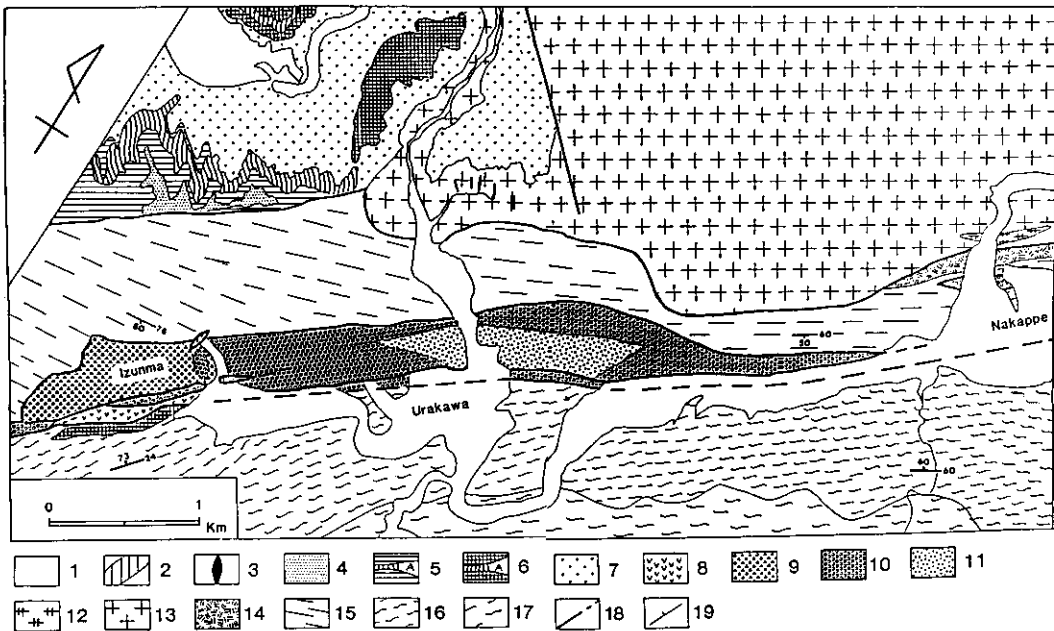
第3図は第1図、A地域の東に連続するB地

域の地質図である。ここではA地域から連続する圧碎性岩類が野坂まで続く。野坂から北へは花崗閃緑岩質の圧碎性岩類が分布し、あまり圧碎作用を受けていない花崗閃緑岩が設楽火山岩類の分布する側に広く露出する。B地域は MTL 主断層が大きく北東へ向きを変えるところであり、擾乱帯北縁の細川断層は不明確となって、設楽層群との境界は不整合となる。相川河内から大島にかけての地域については大友（1986）の報告がある。それによれば、擾乱帯内に設楽層群の分布が認められ、圧碎性岩類（大友（1986）の剪断帯の岩石）は Zone 1 から Zone 4 に区分された。このうち Zone 2 には Ultramyonite（超圧碎岩）があるとした。宇井（1983）は大島川のルートマップにおいて、粗粒破碎岩と圧碎岩の互層を記載した。大友（1986）の超

圧碎岩の詳しい記載は不明であるが、第3図の ultramyonite としたものは、堆積岩起源の破碎岩の可能性はある（後述）。

B 地域（第3図）、東栄駅北東1.5 kmの MTL 近くの砂泥互層は、かなり擾乱されている。地層は70°前後で急傾斜し、現 MTL 付近ではN70°Eほどの走向であり、少し離れるとN20°E、60°Wの値を示す。

第4図は第1図のC地域であり、B地域の東に連続する。この圧碎性岩類は破碎岩A、破碎岩B、および圧碎岩に区分された。破碎岩Bは従来のポーフィロイド様岩であり、圧碎岩はヘレフリント様岩である。両者の分布は、あたかも前者が後者を取り囲むような形態をしている。しかし、後述するように圧碎岩を露頭規模で観察すれば、A、B地域同様、粗粒、細粒の



第4図 C地域の地質図

- 1 沖積層 2 松脂岩 3 安山岩 4 砂岩（坪沢累層） 5 泥岩および安山岩岩床（上部下田累層） 6 砂岩・泥岩互層および安山岩岩床（下部下田累層） 7 砂岩（川角累層）〔2から7は設楽層群〕 8 出馬（いずま）流紋岩 9 破碎岩A 10 破碎岩B 11 圧碎岩 12 花崗閃緑岩 13 天竜狭花崗閃緑岩 14 ホルンフェス 15 石英片岩および黒雲母片岩〔9から15は領家花崗岩類および変成岩類〕 16 緑色片岩と黒色片岩の互層 17 緑色片岩〔16と17は三波川変成岩類〕 18 断層 19 走向・傾斜

圧砕性岩類の互層分布を認めることができる。C地域には領家変成岩類とされるホルンフェルス、石英片岩および黒雲母片岩が分布し、A、B両地域とは異なる地質を示す。また、出馬流紋岩 (Izunma rhyolite) が MTL の位置に分布し、それに接して設楽層群が MTL 南の三波川帯の上に不整合に堆積する。この事実は、当地域の MTL の活動が中新世下田累層堆積時には終息していたことを示す。出馬に露出する片状構造のみられる松脂岩岩脈は設楽層群の上部に位置するもので、圧砕性岩類を貫いている。出馬流紋岩は設楽層群下部？ 下田累層砂泥互層には熱変成を与えていないので、設楽層群よりも古い可能性もある。両者は断層関係にあると考えられる。鏡下での砂岩の観察によれば、三波川結晶片岩類と圧砕性岩類由来の岩片・鉱物が認められ、MTL 活動後の堆積を示す。

第2、3、4図には圧砕性岩類の概略の面構造 (S面) の走向線が示してある。このS面と現 MTL (旧期、南の三波川帯との境界) との角度は第2図で20°、第3図野坂北東で40°、第4図ではほぼ平行である。第3図での屈曲をここで設楽屈曲と命名する。当地域の MTL は設楽屈曲によって明らかに変位している。その時期は設楽盆地形成期 (中期中新世末) と考えられる。そして、設楽屈曲は第4図の浦川地域にまで及んでいないと思われる。

### 浦川における圧砕性岩類

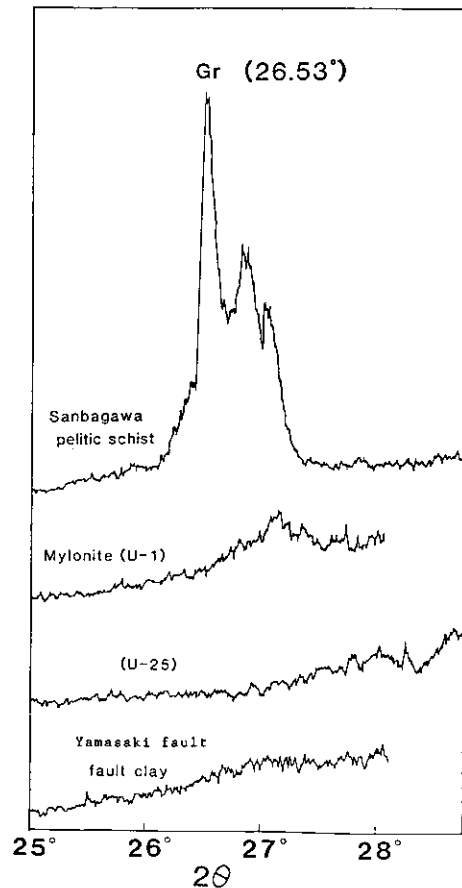
地質概説で述べたように、当地域の圧砕性岩類は地質図の規模でも露頭の規模でもまことに不均質であり、これが逆にこの種の岩体の特徴ともいえる。浦川地域を例にとって、この不均質性の実体について、以下に述べる。

#### 1 源岩について

小野 (1977, 1981, 1983, 1984) は本調査地域北方の長野県鹿塩一市野瀬地域において、MTL 沿いに分布する岩体を月蔵山変成岩類とし、その主要な源岩を堆積岩であるとした。小野の主

張は一貫して岩石学的手法により、岩石中の斑晶が高温平衡時の反応を反映せず、黄鉄鉱や石墨の存在の意義を認めていることにある。

一方、HAYAMA and YAMADA (1980) や高木 (1984)、TAKAGI (1986) は、小野と同じ地域の岩石を圧砕性岩類 (mylonitic rocks) とし、源岩は粗粒深成岩ないし片麻岩であるとした。両者の考えは、現在のところ噛み合わず、これについての公表された議論はない。小野 (1983) も述べているように、堆積岩起源の圧砕性岩類であれば、それが変成・変形を受けた後に石墨が存在し、その有無が源岩問題解決の一つの方法と考えられる。そこで、筆者らは錦



第5図 各種岩石中の石墨のX線回折チャート。Grは石墨の第1ピーク (CuK $\alpha$ 線) を示す

橋付近に分布する面構造のよく発達する細粒“圧砕岩”中の石墨の有無を調べた。第5図にその結果を示す。試料採取地点は第6図である。分析の方法は ITAYA (1983) を参考にして、能登 (1985) に従った。図から明らかなように三波川帯の泥質片岩には明瞭な石墨の第1ピーク ( $3.36 \text{ \AA}^\circ$ ) が認められ、図にはないけれど、第2ピーク ( $1.68 \text{ \AA}^\circ$ ) も認められた。浦川の細粒“圧砕岩”および他の試料には石墨は認められなかった。なお、山崎断層の断層粘土としたものは黒色石墨質のように見えたが、全く結晶性の低いものであった。

以上の結果から、少なくとも浦川の錦橋付近の細粒片状岩は堆積岩起源ではないと考えられる。この岩石は花崗岩質とは漸移的であり、源岩は粗粒花崗岩であったとして、以下の議論を進める。

## 2 分類

浦川ルート (第6図) において圧砕性岩類を肉眼的に細粒, 粗粒, 縞状組織の顕著なもの, 面構造 (foliation) の発達の有無により, 鏡下での観察をふまえて分類した。鏡下での主な構成鉱物は石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母, 角閃石, 緑泥石, 絹雲母, 方解石, 緑簾石, 榎石である。互層的に分布する岩石やそうでない岩石で, これらのうちいくつかを欠く場合もある。

第6図は大千瀬川左岸の圧砕性岩類をA, B, C, Dに分類したものである。Aは細粒化の弱いもので, 流動組織はほとんどない。Bは残斑晶 (porphyroclast) は少なく, 中に0.5mm以上の大きなものが点在する。Cは残斑晶が多く, いろいろな粒径のものが存在する。Dは細粒化がもっとも進んだもので, わずかに0.2mm以下の小さな残斑晶がある。以下にA, B, C, Dについて, 鏡下での特徴を述べる。

### Aタイプ

圧砕の程度が弱く, 源岩の組織をよく残している。長石が脆性的な破壊をして, 端の方から壊れていく様子が認められる。phengite が存在

し, 方解石が割れ目をみたす。Aタイプには斑晶として長石が多い。長石の隙間を石英, 緑泥石, 方解石がうめている。石英はサブグレイン化して, 他の鉱物の隙間に塑性的に入り込んでいる。緑泥石は pressure shadow 部にみられる。試料によっては緑簾石が認められるので, 熱の影響が考えられる。粗粒破碎岩である。

### Bタイプ

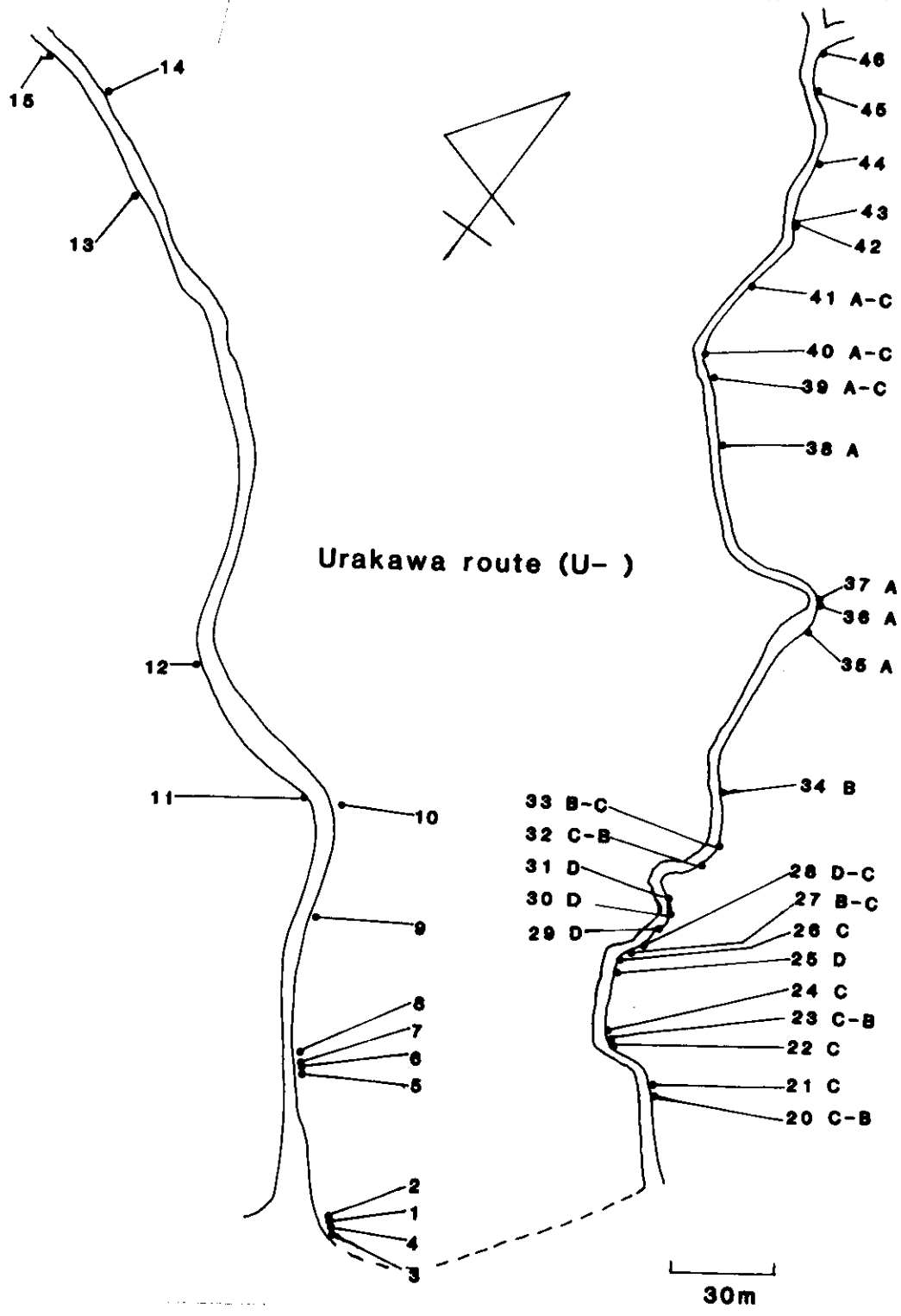
残斑晶は少ないが, 粒径の大きいものがあり, そのほとんどがカリ長石である。1~2mmのものが角からくずれ, 面構造に平行に延びる。その細粒化したものが fluxion band をなす。カリ長石は波動消光する。石英は細粒化してリボン状組織をなす。幅25 $\mu\text{m}$ 前後の絹雲母が面構造と平行に配列する。細粒部分は石英にとみ, 方解石脈は比較的少ない。細粒破碎岩である。肉眼的には白ぼくくて, 透明感があり, 塊状である。

### Cタイプ

縞状組織がA, B両タイプに比べ顕著である。基質中の残斑晶は例外なく紡錘形を示し, 強い pressure shadow がある。残斑晶が多く, そのうち斜長石に割れ目や非対称の pressure shadow を伴うものもみられる。石英は細粒化して, 基質を構成し, 一部はリボン状組織を示す。方解石脈はよく発達し, ほとんどの薄片に緑簾石が認められる。縞状組織をもつ圧砕岩である。

### Dタイプ

浦川地域の圧砕性岩類のうちで最も圧砕作用の進んだものと思われる。基質には緑泥石, phengite が面構造に沿って配列する。非常に小さい斜長石ないしカリ長石が残斑晶として認められ, pressure shadow を形成している。方解石脈がカリ長石の残斑晶を切ったり, S面でカーブしたり, キンクバンドを形成する。共役方解石脈も認められ, S面 (縞状構造) に対して,  $50^\circ \sim 90^\circ$  の最大圧縮主応力軸で形成されたものが多い。このタイプには石英の残斑晶は認められず, 全て細粒化している。緑簾石が多



第6図 第4図浦川地域の圧砕性岩類のタイプ分け

く見られるところもある。細粒圧砕岩である。

以上のような顕微鏡下の特徴は肉眼的にも識別可能である。そして、鏡下でも上記タイプのうち、二つ以上の性質をもつものがあり、帯状に互層する場合もある。

第6図には、大千瀬川左岸におけるタイプ分けによる圧砕性岩類の分布を示す。各露頭においても二つ以上のタイプの共存する場合が多い。しかし、MTLに近いところで比較的C、Dタイプが多く、離れたところでAタイプが多いと言えよう。

第7図に上記分類による圧砕性岩類の地質図を示す。図の凡例の下から、Fine-grained cataclasite (Bタイプ)、Coarse-grained cataclasite (Aタイプ)、(Banded) Mylonite (Cタイプ)、Very fine-grained mylonite (Dタイプ)である。AとBは破碎岩で縞状組織が弱く、脆性破壊が主たる変形様式であり、CとDは圧砕岩で縞状組織が顕著なものである。各タイプの境界は明確ではなく、むしろ漸移的である。大千瀬川左岸の圧砕性岩類の分布と右岸との対応(対比)は困難である。せいぜい100m足らずの川を隔てて、両者が対応しないのは、当地域の圧砕性岩類の分布の複雑さを示し、圧砕岩の形成以後の複雑な構造運動を反映しているのであろう。

### 3 顕微鏡観察結果

第6図に示した圧砕性岩類の顕微鏡下での観察結果を表1に示す。表1のNO.は第6図の試料採取地点に対応する。Rock typeはAからDまでの圧砕性岩類の区別である。さらに表1には鏡下での特徴的組織(pressure shadowと石英のリボン状組織)および鉱物(緑簾石とphengite)の有無を示す。

長石の二次鉱物と思われる phengite はDタイプに多く、Aタイプには見られない。石英のリボン状組織はB、Cタイプに多く、Dタイプには見られない。pressure shadow はC、Dタイプに多く、A、Bタイプにはそれほど多くは見られない。緑簾石はほとんどのタイプの圧

砕性岩類に存在する。とくに、U-25に多く見られた。

浦川ルートでの圧砕性岩類の分類によれば、AタイプとDタイプが最も特徴的な顕微鏡的性質をもつと言える。すなわち、Aタイプは低度の変形(脆性変形を主とする)を示し、Dタイプは高度の変形(延性変形を主とする)を示す。このようなものが中間的なB、Cタイプの岩石を介してくりかえし帯状に分布すると考えられる。リボン状組織がDタイプにはなくて、Aタイプに多く見られることについては圧砕性岩類の鉱物量比(長石や斜長石が多いか、石英が多いか)と関係する(高木, 1984)。

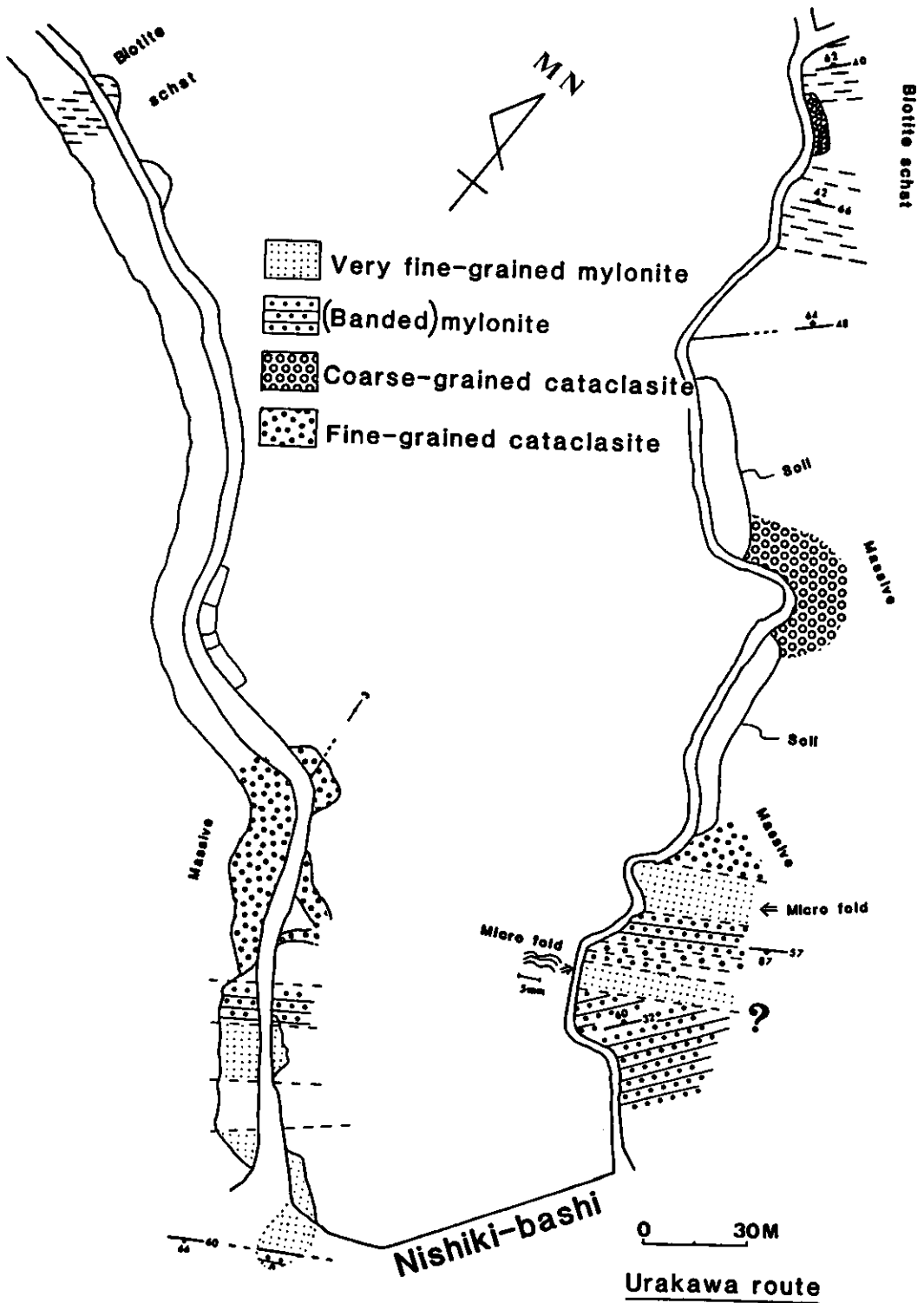
Dタイプには phengite が多く見られ、これが面(S面)に平行に配列する。phengite は長石の二次鉱物と考えられるから、Dタイプにはもともと長石が多かったか、他の鉱物の開放系での化学変化によって phengite が形成されたと解釈できよう。pressure shadow はC、Dタイプ、とくにDタイプに顕著であり、石英のリボン状組織がDタイプにないことは、無関係ではない。

### 4 中規模構造

浦川の大千瀬川にかかる錦橋付近には面構造のよく発達した細粒圧砕岩が露出している。第7図(浦川ルート・マップ)の錦橋西詰(実際には橋の下)の露頭にはN53E°, 66°Sの断層をはさんで、それより東側(下流側)と西側(上流側)で面構造の発達が異なっている。第8図(東側)の等積投影図には二つの集中域があり、第9図(西側)には測定値が少ないけれど、一つの集中域がある。

当地域にはとくに西側(上流側)にキンク褶曲(キンク帯, 15cm前後)が発達する。この褶曲のヒンジ・ライン(キンク軸)の方向を測ったのが第10図である。ヒンジ・ラインはS40°Wへ50°の方向に集中し、これは上記二つの面の交線の方向に一致する。キンク褶曲の形態は単斜非共役系の reverse type (植村・龍, 1987)であり、ヒンジ・ラインに直交する方向、すなわち北西-南東方向の短縮で形成されたと





第7図 第4図浦川地域の圧砕性岩類のルートマップ

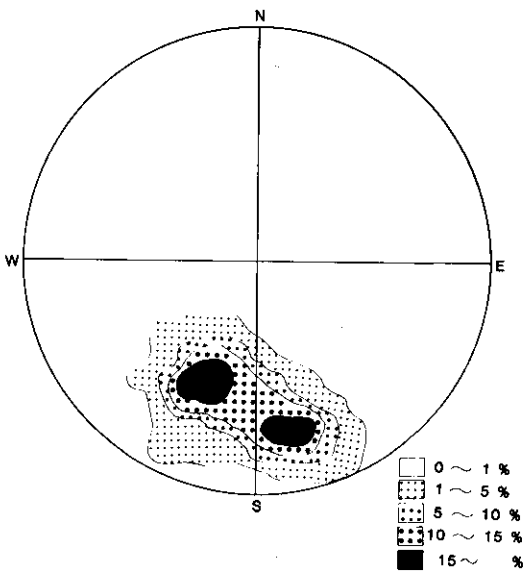
NO.	Rock Type	pressure shadow	epidote	phengite	ribbon texture of qz.
U-20	C-B	○	○	⊗	○
21	C	○	○	⊗	
22	C	○	○	⊗	⊗
23	C-B	⊗	○	⊗	○
24	C	⊗	○	⊗	○
25	D	○	○	○	
26	C	○	○	○	⊗
27	B-C	⊗	○	○	○
28	D-C	○	○	○	⊗
29	D	○	○	○	
30	D	○	○	○	
31	D	○	○	○	
32	C-B	⊗	○	⊗	⊗
33	B-C	⊗	○	⊗	⊗
34	B	⊗	○	⊗	⊗
35	A		○		○
36	A	○	○	⊗	○
37	A	○	○		○
38	A				○
39	A-C	○			○
40	A-C	⊗	○	⊗	○
41	A-C	⊗	○	⊗	○

Frequency / Intensity

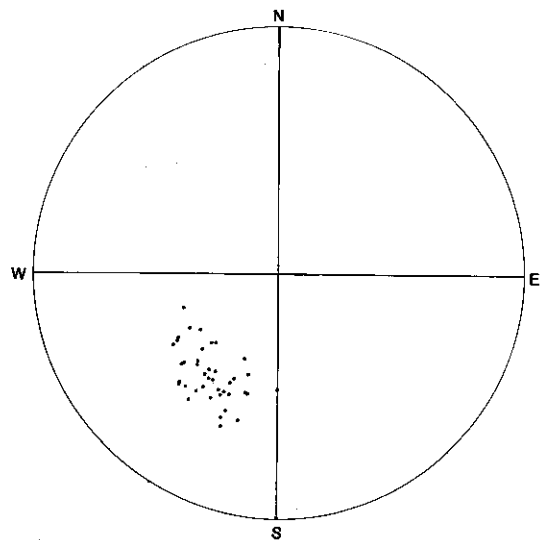
○ abundant / strong

⊗ rare / weak

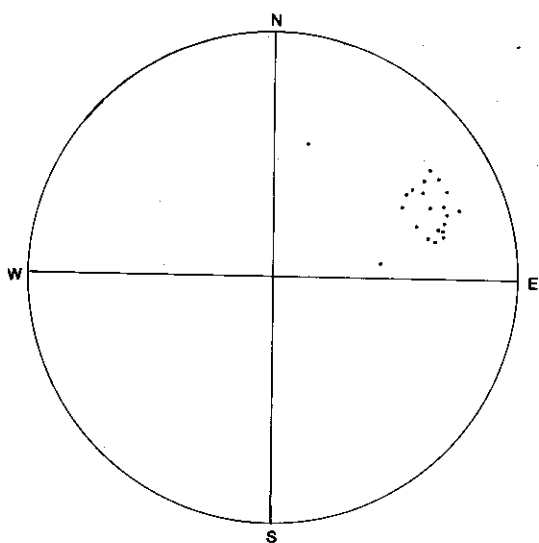
表1 浦川地域の圧砕性岩類の顕微鏡下での特徴



第8図 錦橋下，大千瀬川右岸東側の面構造の等積投影図。下半球投影（以下同じ）。108測定



第9図 錦橋下，大千瀬川右岸西側の面構造の等積投影図。40測定



第10図 キンク褶曲のヒンジ・ラインの等積投影図. 21測定

考えられる。これはS面に斜交する方向であって、圧砕岩形成後のMTLの逆断層運動を示すものと解釈できる。微小褶曲は浦川以外の地域でもところどころで認められる(宇井, 1983)。

増田ほか(1986)は水窪地域で“S-Cマイロナイト”(LISTER and SNOKE, 1984)を発見し、圧砕岩の左横ずれ変位を確認した。高木(1984, 1985)も同じ変位の向きを報告している。錦橋下の細粒圧砕岩については、中規模構造としてのS-C面は確認できないが、顕微鏡下では弱いC面がみられるものもある。圧砕岩の剪断の向きを知ることは今後の重要な課題である。(林・高木, 1987; MAWER and WHITE, 1987)。

### 黒沢、野坂付近の圧砕性岩類

前節では浦川ルートでの圧砕性岩類の記載を行ないその不均質性の実体について述べた。本節では石英に注目して、第2, 3図の黒沢ルート(黒沢から北西にはいる林道)、第3図の野坂ルート(野坂のMTLから北西にはいる道路)における圧砕性岩類の性質を述べ、その不

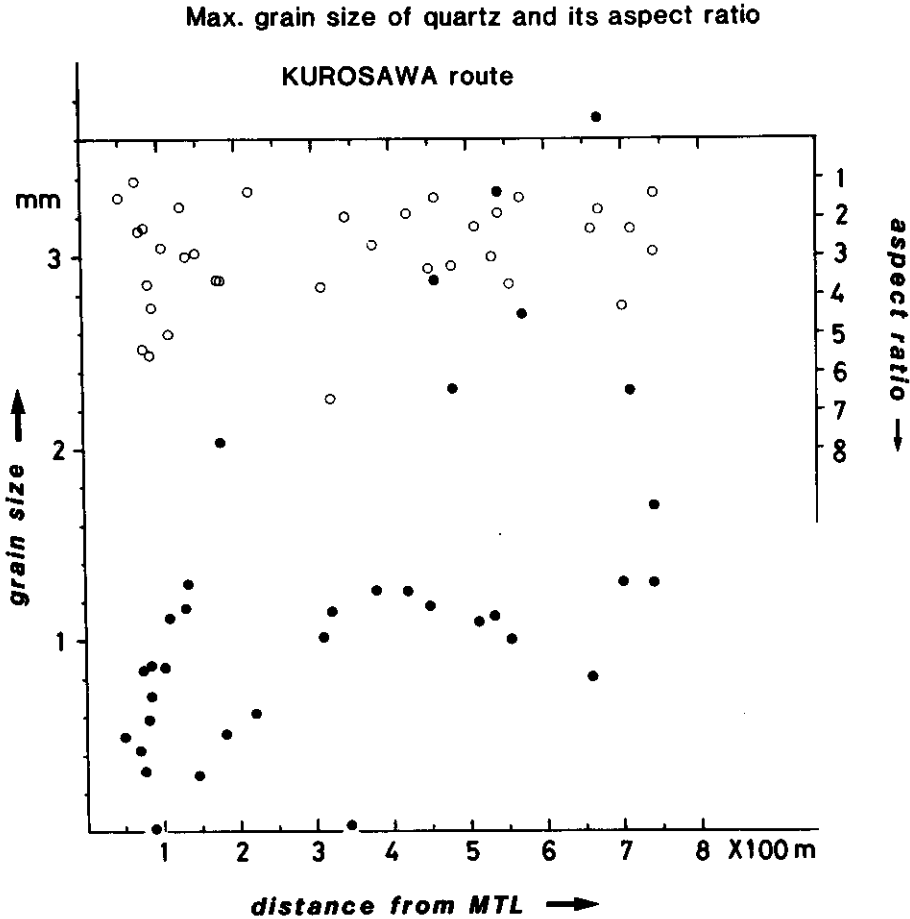
均質性について考察する。

#### 1 石英最大粒径と伸長比

浦川地域の圧砕性岩類の顕微鏡観察の結果、石英のリボン状組織Aタイプで顕著であり、Dタイプにはほとんどないことが認められた。そこで、石英の最大粒径を鏡下で測定し、粒径減少について調べた。薄片は従来の方法と同様で、Sm(面構造)に垂直、線構造に平行に切断した。線構造のあまりはっきりしないものについてはSmに垂直という条件のみで測定した。石英の粒子を測定する場合、サブグレイン化の程度によって、粒子の認定が難しい場合がある。明らかに一つとみなせるものについては、その中でサブグレイン化があっても、それを一つの粒子として測定することにした。リボン状石英も同様である。粒径測定は長径と短径の相乗平均で示す。伸長比は長径/短径の値である。polygonal quartz(以下多角形石英)は伸長比が小さく、リボン状石英は大きい。今回の調査では多角形石英とのこぎり状石英(serrated quartz)とを量的には検討していないが、黒沢ルート(第11図)ではMTLから100m以内で多角形石英が多く、のこぎり状石英はそれ以上で多くなる傾向がある。野坂ルート(第12図)では測定数が少ないため、はっきりした傾向はつかめなかった。

黒沢ルート(第11図)の石英粒径は現MTLから100m以内で1mm以下であり、しかも、現MTLに近づくにつれて小さくなる。また250m以上離れた所では最大粒径は1mm以上を示す。しかしながら最大粒径の最小値は現MTLから100mと350mの所に見られる。これは薄片の中での測定という限られた条件であることや、圧砕性岩類形成後の剪断作用の影響によるものと思われる。

伸長比は現MTLから100m以内で5.5から1.5前後と急激に小さくなる。これを最大粒径の変化(100m以内で0.9から0.3)との関係でみると、最大粒径が小さくなるほど伸長比も小さくなり、多角形石英タイプとなることを示す。伸長比は現MTLから100m以上離れると何の傾



第11図 黒沢ルートにおける石英最大粒径と伸長比

向も見られない。

野坂ルート（第12図）では、測定値が少ないけれど、石英最大粒径は250m以内で現 MTL に近づくにつれて小さくなる傾向が見られる。伸長比についても同様な傾向である。しかし、野坂ルートの方が黒沢ルートよりもばらつきが大きい。これは、両者の圧砕性岩類の源岩の違いを反映しているのであろう。

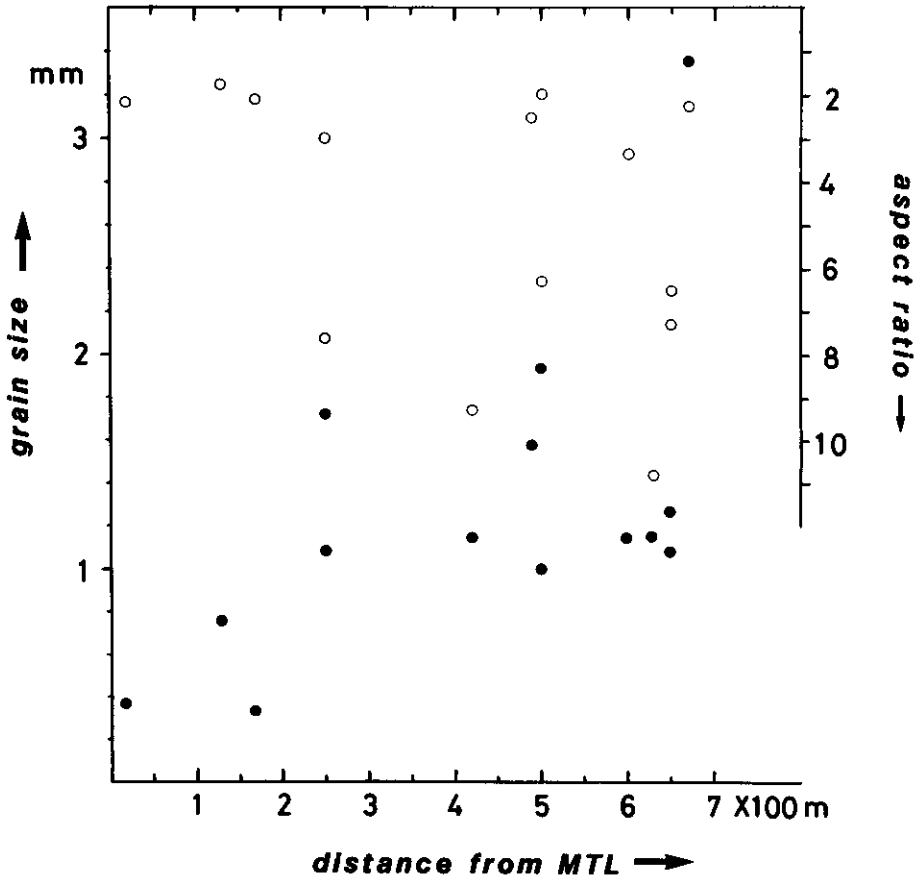
黒沢ルート、野坂ルート何れの場合でも現 MTL に近づくにつれて最大粒径と伸長比が小さくなる。黒沢ルートでは100m前後から、野坂ルートでは250mぐらいからそれらの値が急に減少する。

## 2 石英の結晶度

石英の結晶度（以下 CI）は MURATA and NORMAN (1976) によって、検討されている。彼らの研究では、非晶質シリカからの結晶度が上がるにつれて、CI が上がる。圧砕性岩類の場合は、源岩の花崗岩中の石英の細粒化が逆に CI を下げるであろうと考えて測定を行なった。また、石英粒子の粉碎時間が長くなると共に CI が減少するという報告もある（大矢ほか，1982）。石英の CI は次ように求めた。

$CuK\alpha$  線の  $2\theta = 67^\circ \sim 69^\circ$  に現われる五重線のうち、 $2\theta = 67.74^\circ$  のピークのバックグラウンドからの高さ（a）と  $2\theta = 67.93^\circ$  のピークとの間の谷の高さ（b）を求める。CI = b/a

Max. grain size of quartz and its aspect ratio  
NOSAKA route



第12図 野坂ルートにおける石英最大粒径と伸長比

×10F (Fはブラジル産水晶から求め, 1.30) である。

試料作成は3種類を用意するため次のように行なった。

a) 粉末試料

- 1 試料をステンレス乳鉢で砕く。
- 2 28メッシュふるい通過試料を得る。
- 3 約20gをモーターグラインダーで30分間粉碎する。
- 4 250メッシュふるい通過試料をX線分析用の試料とする。

b) 塩酸処理試料

- 1 粉末約4gを6Nの塩酸100ccに入れ約10分煮沸する。

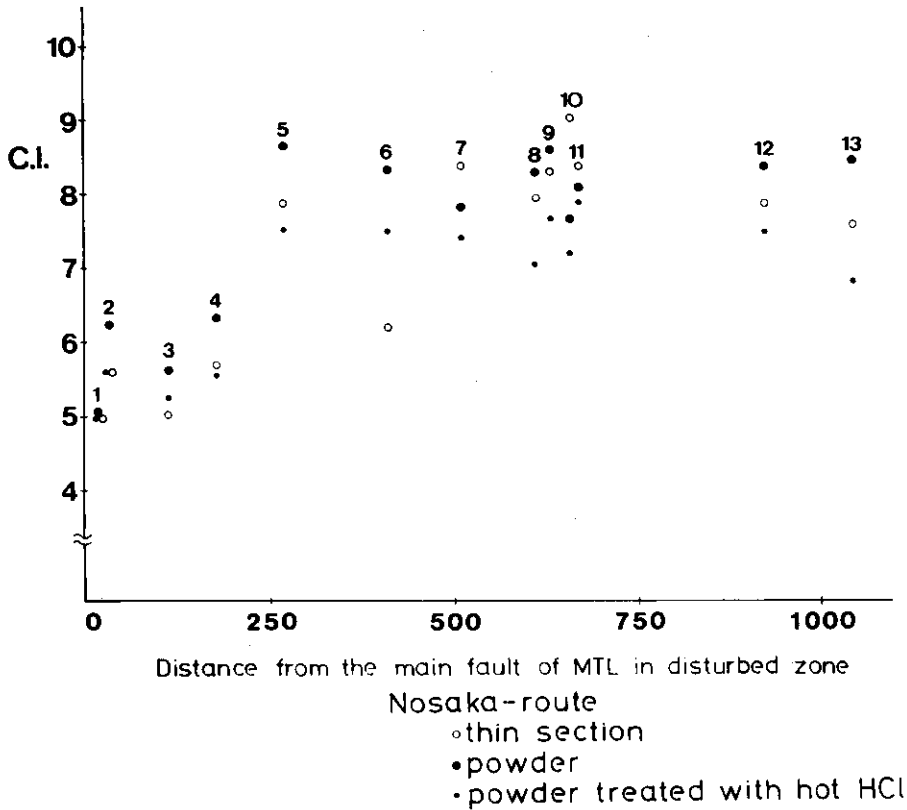
- 2 ろ過した後、よく洗浄し、乾燥させ、試料とする。

c) 薄片試料

- 1 通常の薄片(ただし、カバーガラスの代わりにエナメルを薄く塗ったもの)を直接X線回折計にかけた。

X線回折は $2\theta$ が $69.5^\circ$ から $66.5^\circ$ まで $1/4^\circ/\text{min}$ で行なった。

上記三つの方法ではb)がもっとも理想的であり、実際にバックグラウンドは低く、信頼性の



第13図 野坂ルートでの圧砕性岩類の石英の CI.

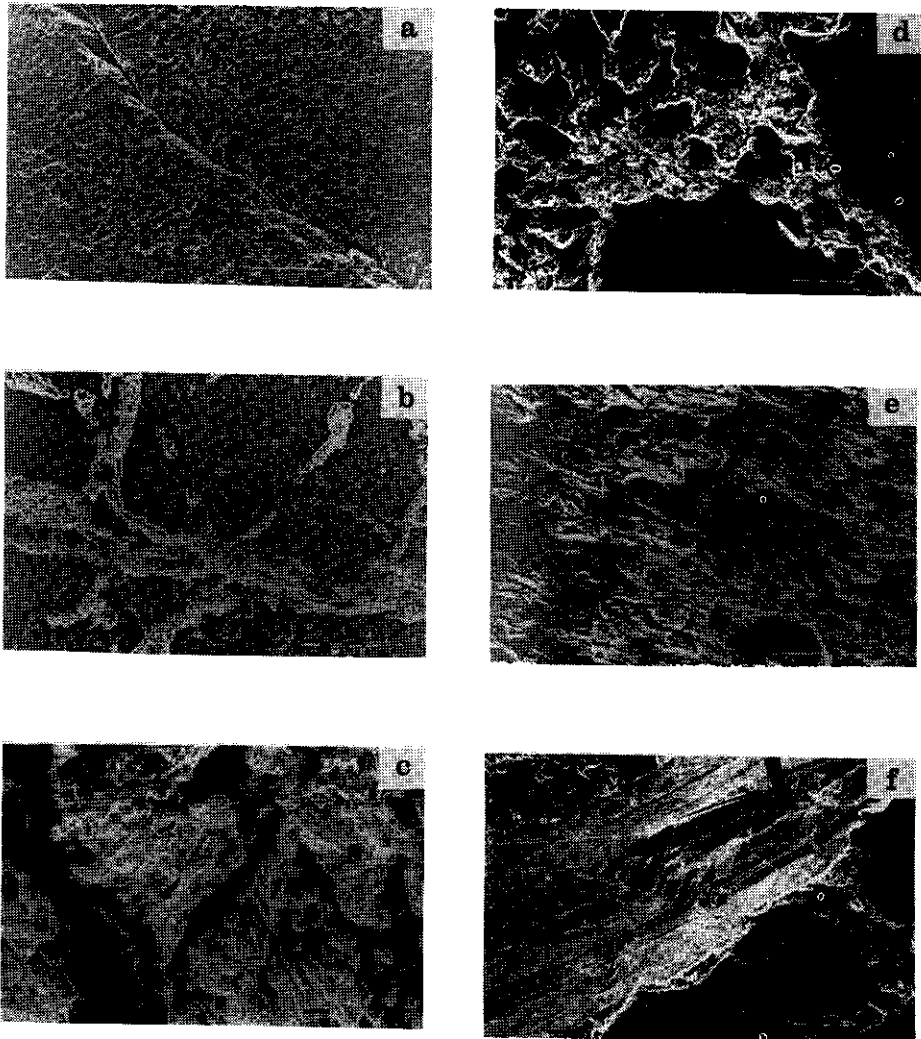
高い値が得られた。しかし、多くの試料をX線で測定するには a), b) 共にかなり時間を必要とするので、c) の薄片法による値も採用した。

第13図は野坂ルートでの圧砕性岩類の CI を示す。薄片法ではエナメルの影響で CI が下がるが、測定によるバラツキも加わるので、必ずしも薄片法のものが低い値とはならない。むしろ、塩酸処理試料に近い値を薄片法は与える。

MTL と CI との関係は予想通り MTL に近づくほど小さくなり、250m以下では5.5から5くらいを示す（塩酸処理法と薄片法による）。250m以上では7前後の値となる。これは、第12図の同ルートにおける石英粒径と同じ傾向であり、圧砕性岩類の CI 測定が圧砕作用の程度を知るのに有効であることを示す。

### 3 SEM による観察

圧砕性岩類の構成鉱物のうち、とくに石英粒子の変化を知る目的で SEM による観察を行った。SEM の琢磨片は鏡面仕上げを行なう。この場合、終わりの方の行程でダイヤモンドペースト  $1\ \mu\text{m}$ ,  $1/4\ \mu\text{m}$ , アルミナペースト  $1/4\ \mu\text{m}$  を用いる。これらのうち、特にダイヤモンドペーストによる琢磨によって、岩石表面が削り取られる。このとき、硬度の低いもの（方解石）は高いもの（石英）よりも深く削り取られる。SEM では二次電子線の発生が鉱物によって異なるので、明暗の色調ができる。さらに、粒界はエッジ効果によって強調され明るく映る。圧砕性岩類の石英は硬い鉱物であり、長石、斜長石は二次鉱物の形成により、琢磨の影響もあって、通常は石英よりも明るい映像となる。最近では後方散乱電子線による圧砕性岩類の研究（例



第14図 SEM 像. 説明は本文参照

例えば, OBER and WHITE, 1985) もある。この場合は、鉱物の識別がもっと明確である。SEM 像の観察は偏光顕微鏡よりも高倍率でできる。しかし、鉱物判定が難しい点が短所であろう。

以下に石英の粒界の様子を変形の程度と関連させて述べる。第14図 a から f に SEM 像を示す。そのうち b から e までは現 MTL から遠いところから近いところへの圧砕性岩類を示し、a は非変形岩、f は方解石脈である。

a (HU82-2, Gr-1)

猿投山花崗岩の石英粒界。直線的で表面には

無秩序なV字型模様が見られる。新鮮な非変形岩である。スケール、長い横棒(左端のもの、以下同じ)が100  $\mu\text{m}$ 。

b (HU82-6, 21-6)

第1図のB地域、相川河内の黒沢ルート(第2, 3図), MTL 北西方600mの花崗岩源破砕岩(cataclasite)。粒界はaよりも複雑となり、幅があって、そこに他の鉱物が白っぽく映っている。変形は弱く、脆性破壊が主体である。スケール10  $\mu\text{m}$ 。

c (HU84-02S, 23-6 B)

B地域の野坂ルート(第3図), MTL 西北西500mの花崗閃緑岩源破砕岩。黒いよれよれのものは石英のリボン状組織で, 塑性的変形を示す。スケールは10  $\mu\text{m}$ 。

d (HU82-30, 23-15A)

B地域, 東栄駅東方1.5km(第3図), MTL 北西方130mの花崗閃緑岩源破砕岩。黒い鉱物は石英で, 大きい結晶のまわりに小さい丸みをおびた破片があり, 細粒化の様子を示す。スケールは10  $\mu\text{m}$ 。

e (HU-82-5, 21-19<sub>4</sub>)

C地域, 浦川の錦橋下(第4, 7図)の細粒圧砕岩。石英はのこぎり状にぎざぎざになって, 定向配列をみせる。石英周辺の白っぽくて直線状にのびる鉱物は phengite で, これが面構造(Sm)をつくる。残斑晶としての石英は見られなくなり, 基質部で塑性変形をする。

f (HUFSS2-50, 21-14)

A地域, 黒沢北西(第2図), MTL より700mの塊状花崗岩源破砕岩中の方解石脈。キンクバンドをなす。この試料では方解石脈が網目状に入る。少なくとも圧砕作用のあとで形成された方解石がその後の変形によって, キンクバンドを形成したと解釈できる。石英粒界はbに示したものと同一程度であり, 細粒化はあまり進んでいない。

dとfでは石英の粒形がまるで異なっている。dは熱変成の影響があり, 石英は多角形であるが, fはのこぎり状に伸びた形状を示す。fは1000倍, bは500倍の倍率である。このように, 顕微鏡よりも高倍率で鉱物の形状を観察することによって, 変形様式の推定を可能にすることができよう。

#### 4 石英の形態変化と CI

以上調べてきた石英に関する情報を第15図に, まとめた(Ui, 1984)。ここでは, 三つのことを述べる。

##### 1) 地質模式断面図について

擾乱帯の断面図は, MTL から垂直の方向に切った模式的なものである。MTL は西ないし

北へ傾斜し, 野坂ルートでは圧砕性岩類のS面も西へ傾斜する。黒沢ルートでは, MTL 付近でS面の傾斜は北ないし南であり, 野坂よりも複雑になっている。擾乱帯の幅は野坂ルートで約1km, 黒沢ルートで1.4kmである。

グージストーンとしたものは, 必ず断層にもなって帯状に分布する。S面に平行に入ることもあるが, これを切る場合もある。基質が黒く, 中に白い圧砕性岩類を角礫状に含むもので新しい断層運動の産物と考えられる。これは, SEM 観察によっても, 延性変形の証拠はなく, 脆性破壊による地殻浅所の断層作用の産物である。

ultramylonite(超圧砕岩)としたものは, 浦川, 錦橋下のDタイプとは異なり, 残斑晶の長石に pressure shadow が認められず, 不透明鉱物(黄鉄鉱?)が散在するので, 堆積岩源の圧砕性岩類と考えた方がよさそうである。従って, 第1図のC地域とA, B地域とでは, 圧砕性岩類の源岩に違いがある。

##### 2) 石英の形状変化について

模式的に第15図に示されるように, 一般的には現 MTL に近いところで細粒であり, 離れるにつれて, 粗粒となる。面構造の発達も同様であるが, 野坂ルートの方が発達が弱い。石英の伸長比, 最大粒形ともに, MTL に近いところで小さくて, 離れるにつれて大きくなる。これら二つの値とも, 黒沢ルートで100m, 野坂ルートで250m, ぐらいから急に減少する。

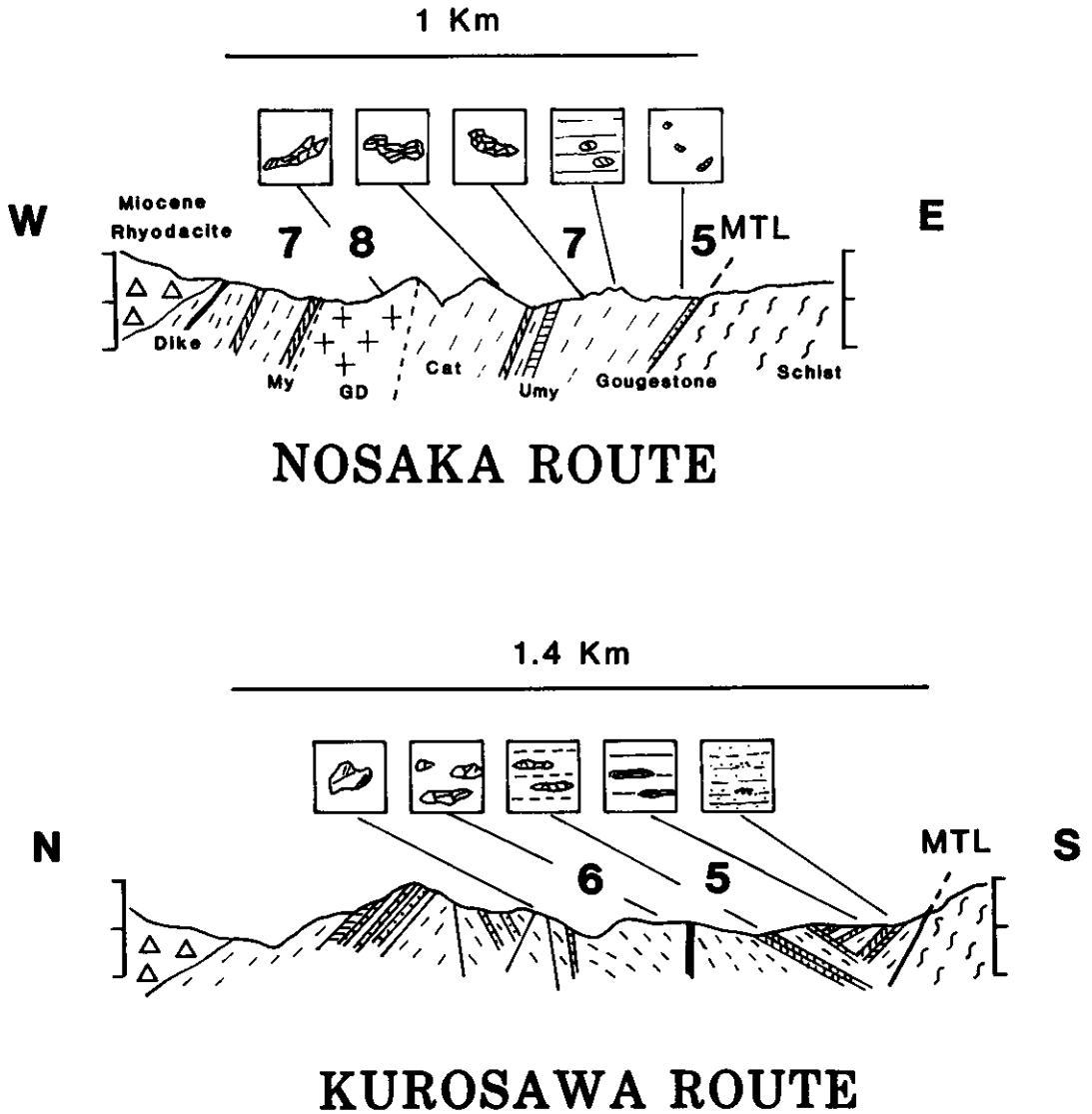
##### 3) 石英の CI について

現 MTL 近くで5前後であり, 離れるにつれて8(野坂ルート), 6(黒沢ルート)となる。CI が8でも石英のリボン状組織が野坂ルートでは認められる。

## まとめ

圧砕性岩類の不均質性について, 浦川地域および黒沢ルート, 野坂ルートにおいて, その実体を述べた。浦川ルートには圧砕性岩類の源岩として堆積岩は参加していないようである。こ





第15図 野坂・黒沢ルートの模式断層面図と石英の形状変化および CI

ここでは、圧砕性岩類をAからDに分類し、その分布の特徴をみると、細粒圧砕岩Dタイプが現 MTL 近くに分布し、粗粒破碎岩Aが離れた所に分布することが認められた。B、Cタイプは中間タイプとして、AやDに伴う。浦川ルートの圧砕性岩類の顕微鏡下での特徴は、Aタイプに石英のリボン状組織が顕著で、Dタイプには残斑晶としての石英はなく、長石、斜長石の pressure shadow が認められる点である。これ

は上記の現 MTL との関係でのA-Dタイプの分布とも調和し、DタイプはAタイプに比べ、より延性的変形が強く働き、Aタイプは脆性的変形が強かったことを示すと考えられる。

黒沢・野坂ルートでは、石英の粒径と結晶度 (CI) を現 MTL からの距離との関係で調べた。一般的には石英粒径と CI は現 MTL に近づくにつれて減少する傾向にある。伸長比も MTL 近くで小さく、多角形を示す。緑簾石の

存在とも考え合わせると、熱の影響と思われる。また、SEMによる石英粒界および粒形変化の観察でもMTL近くと離れたところでは著しい相違を認めることができた。しかし、それらのMTLからの距離との関係は一樣ではなくて、野坂ルートで250m、黒沢ルートで100m以内で急激に減少する。これは源岩の違いと、設楽屈曲による後期変動の影響によると思われる。

設楽屈曲はB地域(第3図)に見られるように、MTLの北西から南東への押しだして示される。設楽屈曲の時期は設楽層群上部の火山岩の噴出、その後の設楽盆地形成と深く関係する。北西-南東方向の最大圧縮主応力軸の配列による構造として、共役方解石、浦川・錦橋下のキンク褶曲のヒンジ・ラインななどがある。A地域の阿寺七滝礫岩層、河内層の存在、C地域の細粒圧碎岩とキンク褶曲、領家花崗岩の存在からすると、当地域の西部ほど地殻浅所の地質体が見られる。しかも、擾乱帯内では中新世設楽層群は全域に点在すると考えられ、破碎岩も全域に分布する。このような擾乱帯内の地質の違いも、設楽屈曲による影響が強い。設楽屈曲や前記構造および現擾乱帯の形成は、いずれも設楽火山活動終了前後(中期中新世末)の構造運動の反映であろう。

当地域における圧碎性岩類の不均質性はTULLIS, *et al.* (1982)の述べたように脆性-延性破壊領域における変形の特徴と考えられる。圧碎性岩類の不均質性の原因については、1) 源岩の鉱物組成、2) 全岩化学組成の変化、3) 剪断作用の強弱、が考えられる。このうち、1) については、鏡下では各鉱物の物性の相違を反映して、石英が長石、斜長石の周りに流動的に再結晶する現象として当地域でも認められた。しかし、大規模にこのようなことがおこるには、源岩の異方性を考えざるを得ないので、花崗岩源圧碎性岩類については困難である。2) については、VAUCHEZ *et al.* (1987)が流紋岩を源岩とする圧碎岩中の石英リボン状組織の形成について強調している。当地域では源岩が異なるけれど phengiteの形成が2)に関係しているの

かもしれない。3)については、断層露頭において広く認められる現象である。

結局、部分的には上記1)と2)の原因は否定できないけれど、当地域の圧碎性岩類の不均質性は、主として脆性-延性破壊領域における剪断作用の強弱および圧碎岩形成後のより浅所での後期剪断作用の結果として現れたものと解釈できよう。

## 謝 辞

本報告は1988年8月26日、構造研夏の学校シンポジウム(佐渡)の講演に加筆したものである。発表の機会を与えて下さった事務局および新潟大学卯田強博士に感謝します。第4図は1976年度名古屋大学理学部地球科学教室3年生(14名)地質調査における成果に基づき、その後の調査結果を加えて作成された。このとき現岐阜大学矢入憲二教授には、野外や研究室で有益な討論をして頂いた。顕微鏡観察では丸山茂徳博士に議論して頂いた。

以上の方々に心から感謝致します。

## 参 考 文 献

- 端山好和・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄, 1963: 浦川~和田間の鹿塩構造帯。地球科学, 66, 23-31.
- HAYAMA, Y. and YAMADA, T., 1980: Median Tectonic Line at the stage of its origin in relation to plutonism and mylonitization in the Ryoike belt. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, 5-26.
- 林 正貴・高木秀雄, 1987: 長野県南部における中央構造沿いの圧碎岩にみられる再結晶石英の形態ファブリック。地質雑, 93, 349-359.
- ITAYA, T., 1981: Carbonaceous material in pelitic schist of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*, 14, 215-224.
- KATO, Y., 1962: On the structural development

- of the Sidara basin. *Jour. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, 10, 51-69.
- LISTER, R. G. and SNOKE, A. W., 1984: S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 617-638
- 増田俊明・長瀬雅之・山本啓司, 1986: 静岡県北西部水窪地域の中央構造線付近の S-C マイロナイト。静岡大学地球科学研報, 12, 75-87.
- MAWER, C. K. and WHITE, J. C., 1987: Sense of displacement on the Cobequid - Chedabucto fault system, Nova Scotia, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 217-223.
- 能登征美, 1985: 接触変成作用を受けた堆積岩中の炭素物質の同位体比。富山大学理学部地球科学科陸水学研究室卒論, 88p.
- MURATA, K. J. and NORMAN, H. M. B., 1976: An index of crystallinity for quartz. *Am. J. Sci.*, 276, 1120-1130.
- OBEE, H. K. and WHITE, S. H., 1985: Faults and associated fault rocks of the Southern Arunta block, Alice Springs, Central Australia. *J. Struct. Geol.*, 7, 701-712.
- 小野 晃, 1977: 中部地方北部の中央構造線付近の変成岩について。地質雑, 83, 207-212.
- , 1981: 領家変成帯, 高遠-鹿塩地方の地質。地質雑, 87, 249-257.
- , 1983: 月蔵山変成岩類の不透明鉱物の意義。岩鉱, 78, 306-311.
- , 1984: 長野県鹿塩-市野瀬地域に分布する泥質岩源ポーフィロイド様岩の成因。地質雑, 90, 889-898.
- 大友幸子, 1986: 愛知県静岡県境付近の中央構造線に伴う剪断帯の構造。日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 549.
- 大矢芳彦・小嶋智・水谷伸治郎, 1982: 石英の Crystallinity index——測定法と応用。日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 317.
- 高木秀雄, 1984: 長野県高遠-市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕性岩類。地質雑, 90, 81-100.
- , 1985: 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕性岩類。地質雑, 91, 637-651
- TAKAGI, H., 1986: Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *J. Struct. Geol.*, 8, 3-14.
- TULLIS, J., SNOKE, A. W., and TODD, V. R., 1982: Penrose conference report: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10, 227-230.
- 植村 武・龍学明, 1987: 岩石のキンクバンド。地質雑, 93, 681-699.
- UI, H., 1980: Geological structure along the Median Tectonic Line, east of Mikawa - Ono, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, 69-78
- 宇井啓高, 1983: マイロナイトの構造岩石学的研究。昭和57年度文部省科研費, 一般研究(B), 課題番号546041, 研究成果報告書, 49p.
- UI, H., 1984: Mylonitic rocks in the disturbed zone of the Median Tectonic Line, central Japan. 27th IGC, Abstract, vol. III, sec. 06, 07, 227.
- VAUCHEZ, A., MAILLET, D. and SOUGY, J., 1987: Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *J. Struct. Geol.* 9, 31-40.
- 山田直利・仲井豊・檀原徹, 1987: 領家帯南縁部に分布する泉南流紋岩類および巢山火砕岩のフィッシュントラック年代。地質雑, 93, 287-299.